

Satellitengeodäsie und Erdbeben-deformation in der nordchilenischen seismischen Lücke

Marcos Moreno, Sabrina Metzger, Jonathan Bedford, Felix Hoffmann, Shaoyang Li, Zhiguo Deng, Jürgen Klotz, Onno Oncken
Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

Subduction earthquakes are the most powerful naturally occurring terrestrial processes often resulting in catastrophic fatality counts and decimation of human infrastructure. Over the past decades, great efforts have been undertaken to improve the understanding of the subduction earthquake physics. The Integrated Plate Boundary Observatory in Chile (IPOC) is a multi-instrument network installed in 2007 in the Northern Chile Seismic Gap, where a large magnitude earthquake was expected soon. On April 1st 2014, a portion of the IPOC-monitored region broke, producing the Mw 8.1 Iquique earthquake. In the year leading up to this event, IPOC's instruments captured some unusual transient seismic and geodetic signals, resulting in a unique dataset recording the preparatory phase of a large earthquake. We combined IPOC data with satellite radar interferometry (InSAR) data to analyze not only the earthquake itself but also the interseismic phase and a detailed foreshock series before the main event. We found that the earthquake ruptured a zone on the plate interface that was highly locked before the earthquake. Additionally, we were able to characterize the aseismic (silent) slip that occurred in the two weeks leading up to the event by combining seismic and geodetic data. Application of these analyses in real-time might enable geoscientists to identify runaway processes that can precede large subduction earthquakes.



Die Wucht großer Erdbeben entlang von Subduktionszonen endet meist in einer Katastrophe für die Bevölkerung und die Infrastrukturen. Nirgends wird auf der Erde mehr Energie auf natürliche Weise rasch freigesetzt als bei Subduktionsbeben. Bei hohen Plattenkonvergenzraten wird an der verhakten Trennfläche zweier Kontinente enorme Spannung aufgebaut, die in großen ($M_w > 8$) respektive gigantischen ($M_w > 9$) Erdbeben mit Bruchlinien von 100 bis zu 500 km Länge wieder freigesetzt wird. Nur dank der genauen Analyse der kleinsten seismischen und aseismischen Verschiebungen können die Prozesse besser verstanden werden, welche zur Aufladung seismischer Energie vor und zur Freisetzung während eines großen Erdbebens führen. Mit dem Integrated Plate Boundary Observatory Chile (IPOC, Schurr *et al.*, 2016) beobachtet das Deutsche GeoForschungsZentrum GFZ in Zusammenarbeit mit weiteren internationalen Partnerinstitutionen dieses Gebiet engmaschig. Mit 50 fest installierten GPS-Empfängern und 70 Kampagnenpunkten verfügt das IPOC über eine dichte instrumentelle Abdeckung. Die räumliche und zeitliche Deformation dieses Untersuchungsgebiets kann somit mit einer noch nie dagewesenen Präzision vermessen werden.

Aufgebaut wurde IPOC in der sogenannten nordchilenischen seismischen Lücke, in welcher seit dem letzten gigantischen Beben 1877 ($M_w \sim 9$) kein großes Beben stattfand – bis zum 1. April 2014, als das Iquique-Erdbeben das mittlere, nördliche Segment der Lücke nach einer langen Serie kleiner Vorbeben durchbrach. Die IPOC-Instrumente haben dieses Ereignis hochpräzise aufgezeichnet. Für die Forscherinnen und Forscher ist dies ein Glücksfall. So konnten diese Daten mit interferometrischen Verschiebungskarten von Radarsatelliten (InSAR) und numerischen Modellen kombiniert werden, um die Kinematik der Plattentrennfläche über den Zeitraum eines gesamten Erdbebenzyklus zu beschreiben.

Links: Installation eines GPS-Instruments auf einem Kampagnenmesspunkt des IPOC-GPS-Netzwerks. Der Messpunkt liegt auf dem Altiplano in 4200 m Höhe nahe dem Salar del Huasco (Hintergrund) und der Grenze zwischen Chile und Bolivien. (Foto: M. Moreno, GFZ)

Left: Installation of a GPS instrument on a periodically measured GPS marker of the IPOC GPS network. The marker is located on the Altiplano at 4200 m altitude near the Salar del Huasco (background) and the national boundary between Chile and Bolivia.

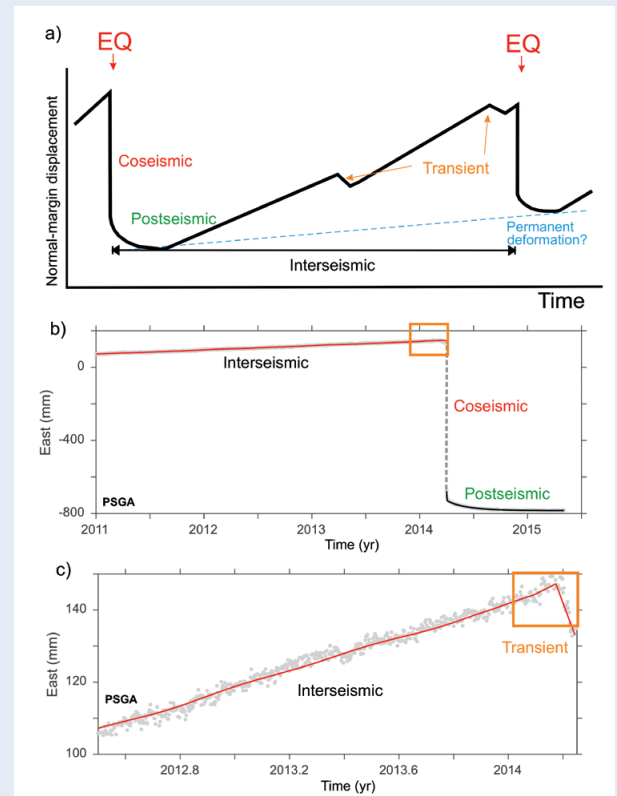


Abb. 1: Oberflächendeformation während eines Erdbebenzyklus als a) schematisierte Darstellung zwischen zwei großen Subduktionsbeben und b) als beobachtete GPS-Tageslösungen der GPS-Station PSGA vor, während und nach dem Iquique-Erdbeben 2014. Eine transiente Deformation kurz vor dem Hauptbeben (oranges Quadrat) wird vergrößert in c) dargestellt. (Abb.: GFZ)

Fig. 1: Surface deformation during an earthquake cycle a) schematized between two large subduction earthquakes and b) as observed (daily solutions) of the GPS Station PSGA before, during and after the Iquique Earthquake 2014. Transient deformation preceding the main shock is highlighted in the orange box and shown enlarged in c).

Deformation in Subduktionszonen während eines Erdbebenzyklus

Erdbeben entstehen durch das wiederholte mechanische Wechselspiel von Aufladen und Freisetzen von Energie entlang von Plattengrenzen. Ein Erdbebenzyklus umfasst dabei die Zeitspanne von einem großen Erdbeben bis zum nächsten. Die tektonischen Prozesse innerhalb eines Zyklus umfassen dabei die ganze Bandbreite an Geschwindigkeit und Signalstärke (mm/a bis m/s). Ein Zyklus besteht normalerweise aus drei Phasen (Abb. 1a): der langsame und stete Belastungsanstieg (interseismische Phase), die Freisetzung der Belastung durch Erdbeben (koseismische Phase) und eine transiente Entspannung über Jahre bis Jahrzehnte (postseismische Phase) bis zum erneuten Belastungsanstieg des nächsten Zyklus.



Kontakt: Marcos Moreno
(marcos.moreno.switt@gfz-potsdam.de)

In der interseismischen Phase verursacht das stete Abtauchen der ozeanischen Platte eine anwachsende Belastung des verhakten Teils der Trennfläche zwischen den Platten und eine weitflächige Stauchung des kontinentalen Vorbogens. Interseismische GPS-Deformationsraten auf der kontinentalen Platte sind deshalb meistens parallel zur Bewegungsrichtung der ozeanischen Platte ausgerichtet und nehmen landeinwärts mit zunehmender Distanz zur Plattengrenze ab (Abb. 3). Der Verhakungsgrad der Trennfläche variiert lateral stark und deutet auf extrem stark oder gar nicht verhakte Gebiete hin oder aber auf aseismische Zonen (Moreno et al., 2010). Übersteigt die stetig aufgebaute Belastung eine kritische Grenze, wird sie in der koseismischen Phase blitzschnell in Form elastischer Energie – einem Erdbeben – entladen. Dabei bewegt sich die Kruste in die entgegengesetzte Richtung und die tektonische Belastung wird neutralisiert. Die Stärke der Verschiebung kann entlang der Trennfläche stark variieren und korreliert oft mit jenen Gebieten, welche während der interseismischen Phase besonders stark verhakt waren (z. B. Moreno et al., 2010). Um die seismische Gefährdung besser einschätzen zu können, ist es daher von großer Wichtigkeit, den Verhakungsgrad zu kartieren und dessen physikalischen Ursprung zu verstehen. Die postseismische Phase ist definiert durch eine kurze Phase des Nachrutschens (afterslip) während einiger Monate bis Jahre (z. B. Bedford et al., 2013) und einer gleichzeitigen viskoelastischen Entspannung des Erdmantels während einiger Jahre bis Jahrzehnte (Sun et al., 2015) und tritt nur nach großen Erdbeben auf. Die Reibungskraft entlang der Plattentrennfläche wächst wieder an, die Fläche verhakt sich erneut und das System befindet sich in einer weiteren interseismischen Phase. Auch dann kann es zu kleinen, transienten, seismischen oder aseismischen Verschiebungsereignissen kommen (Dragert et al., 2001; Abb. 1a,c), deren Ursprung aber noch ungeklärt ist, da es bisher nur wenig dokumentierte Beispiele gibt (z. B. Schurr et al., 2014).

Satellitengeodäsie

GPS-Beobachtungen mit einer Genauigkeit von Millimetern bilden seit Anfang der 1980er Jahre die Datenbasis für physikalische Erdbebenmodelle. Im Gegensatz zu seismischen Beobachtungen dokumentieren sie auch aseismische Verschiebungen. Bei gesicherter Datenkommunikation stellen kontinuierliche GPS-Messstationen die Plattenbewegungen (nahezu) in Echtzeit bereit. Erste Bestrebungen, die Erdoberflächenbewegungen des chilenischen Plattenrands zu messen, gab es am GFZ ab 1993 (Klotz et al., 2001). Heute umfasst das Kampagnen-GPS-Netzwerk des GFZ inklusive den IPOC-Punkten über 300 Messpunkte entlang der 3000 km langen Plattengrenze (Abb. 2). Dank der regelmäßigen Vermessung kann jeder Region die entsprechende Phase des seismischen Zyklus' zugeordnet werden (z. B. Klotz et al., 2001; Moreno et al., 2010). Darüber hinaus betreibt das GFZ neun kontinuierli-

che IPOC-GPS-Stationen, deren Daten gemeinsam mit seismischen Daten an alle Kooperationspartner übermittelt werden. Das GFZ prozessiert diese Daten mit dem hauseigenen Programm EPOS8 (Earth Parameter and Orbit determination System), berechnet mit Hilfe von Netzwerklösungen die täglichen Positionskordinaten und stellt diese allen Partnern zur Verfügung (<https://kg3-dmz.gfz-potsdam.de/ipoc>).

Eine weitere satellitengeodätische Methode, welche die GPS-Daten ergänzt, ist die Radar-Satelliteninterferometrie (InSAR). Die Methode hat sich nach dem Start der europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-1 und -2 zu Beginn der 1990er Jahre als Verfahren zur Beobachtung tektonischer Prozesse auf unterschiedlichen Zeitskalen etabliert. Dabei werden zwei Radarbilder verglichen, welche zu verschiedenen Zeiten dieselbe Region zeigen. Die Differenz der Wellenphasen ergibt die Verschiebung, ausgedrückt in farbkodierten Interferenzstreifen, welche den Phasenkreis durchlaufen (siehe Beispiel in Abb. 4). Die Aufsummierung der Streifen ergibt die Bodenverschiebung in Sichtlinie relativ zu einem Referenzpunkt innerhalb des Satellitenbilds. Atmosphärische und topographische Signalkomponenten werden, wenn möglich, mit Hilfe von Wetter- oder Höhenmodellen herausgerechnet. Die Genauigkeit von InSAR-Daten liegt im Bereich von Zentimetern oder sogar Millimetern, falls eine Zeitreihenanalyse von mehreren Radarbildern vorliegt (z. B. Metzger und Jónsson, 2014).

Die partielle Schließung der seismischen Lücke in 2014 durch das Iquique-Erdbeben

Eine erste Analyse der IPOC-Daten sowie älterer GPS-Kampagnendaten hat gezeigt, dass der Verhakungsgrad der nordchilenischen seismischen Lücke stark variiert (Abb. 3). Dabei wurde der Versatz auf der Plattengrenze mittels finiter Elemente beschrieben, welche auch die viskoelastische Reaktion auf den konstanten Druckaufbau berücksichtigen (Li et al., 2015). Das resultierende Modell zeigt eine heterogene Verhakung mit zwei stark verhakten Gebieten, die durch eine kriechende Fläche getrennt sind. Am Rand der seismischen Lücke scheint die Plattengrenze nur leicht verhakt. Am südlichen Ende der Lücke markiert die Mejillones-Halbinsel (Abb. 2) eine Brücke zum stark verhakten Gebiet weiter südlich, welches das letzte Mal beim Antofagasta-Erdbeben 1995 zerbrochen ist. Das Iquique-Erdbeben durchbrach nun das mittlere, nördliche Segment der nordchilenischen Lücke (Abb. 4) (z. B. Schurr et al., 2014; Duputel et al., 2015). Die IPOC-GPS-Stationen registrierten koseismische Verschiebungen in Richtung des Tiefseegrabens von bis zu 84,7 cm und 24,4 cm Absenkung. Ein Interferogramm zweier Radarbilder des kanadischen Satelliten RADARSAT-2 zeigt mehr als 22 konzentrische Interferenzstreifen mit einem Zentrum 60 km vor der Küste auf etwa 19,8° südlicher Breite (Abb. 4). Mit einer Signalwellenlänge von 5,6 cm und unter Berücksichtigung der doppelten Signallaufzeit entspricht dies mehr als

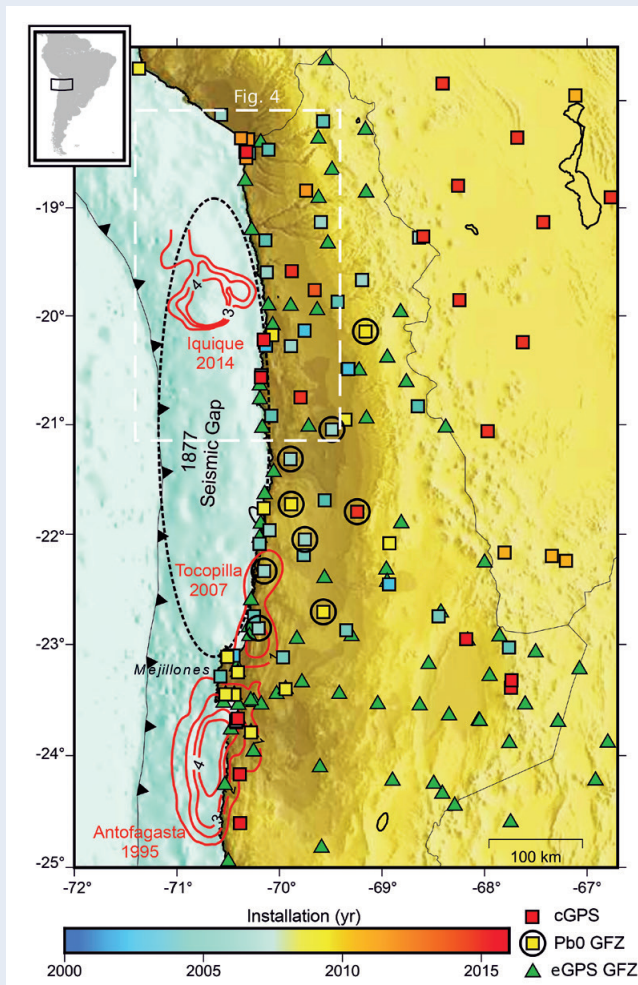


Abb. 2: Karte des IPOC-GPS-Netzwerks; kontinuierliche GPS-Stationen (cGPS) sind mit Quadraten und einer zeitlich aufgelösten Farbgebung des jeweiligen Messbeginns gekennzeichnet. Schwarz eingekreiste Stationen markieren die Stationen des GFZ-Plattenrandobservatoriums- (PbO) und Dreiecke die Kampagnen-GPS-Messpunkte (eGPS). Die Versatzmodelle der letzten großen Erdbeben sind mit roten Linien markiert (Iquique: Duputel et al., 2015; Tocopilla, Antofagasta: Schurr et al., 2014), der Tiefseegraben mit einer schwarzen Linie und Dreiecken, die nordchilenische seismische Lücke mit einer schwarzen Ellipse und das Ausmaß der Karte in Abb. 4 mit einem weißen Rechteck. (Abb.: GFZ)

Fig. 2: Map of the full IPOC GPS network including campaign markers (triangles) and continuously operating GPS instruments (cGPS). The latter are color-coded by the first date of data acquisition and black circles mark plate boundary observatory (PbO) stations. Triangles mark campaign GPS markers (eGPS). The trench (black line and triangles) marks the upper end of the plate boundary. Slip models of the last large earthquakes are marked by red lines (Iquique: Duputel et al., 2015; Tocopilla, Antofagasta: Schurr et al., 2014), the 1877 seismic gap by black dashed and the extent of Fig. 4 by the white dashed rectangle.

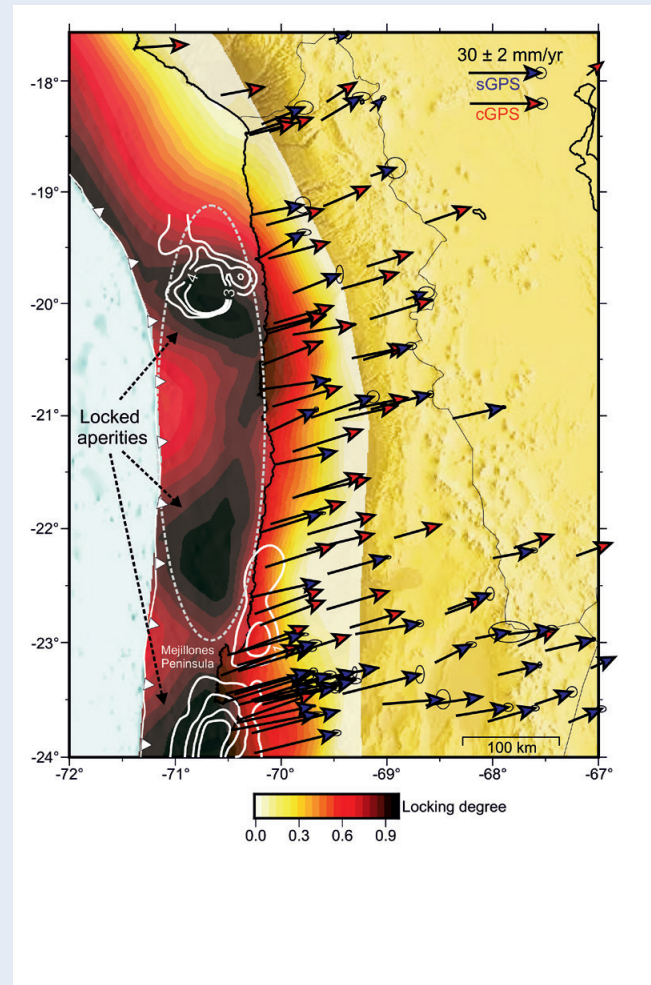


Abb. 3: Interseismische GPS-Geschwindigkeiten und Verhakungsgrad vor dem Iquique-Erdbeben 2014 und Versatzmodelle der letzten großen Erdbeben (weiße Linien, Duputel et al., 2015; Schurr et al., 2014). Geschwindigkeiten der kontinuierlichen (in rot) und episodischen GPS-Messungen (in blau) sind symbolisch als Pfeile dargestellt. Die Verhakungskarte entlang der Plattengrenze (weiße Linie mit Dreiecken) zeigt komplett verhakte Zonen in schwarz-dunkelrot und frei rutschende Zonen in hellgelb-weiß. Die vom Iquique-Beben tangierte Trennfläche war vor dem Beben stark verhakt. (Abb.: GFZ)

Fig. 3: Interseismic GPS velocities (red arrows: continuous measurements, blue arrows: campaign measurements), color-coded locking degree of the plate boundary along the trench (white line and triangles) before the 2014 earthquake and slip models of the recent large earthquakes (Duputel et al., 2015; Schurr et al., 2014). Freely slipping zones are marked in white-yellow, locked zones in black-red. The area co-located with the rupture plane of the Iquique earthquake was highly locked before the event.

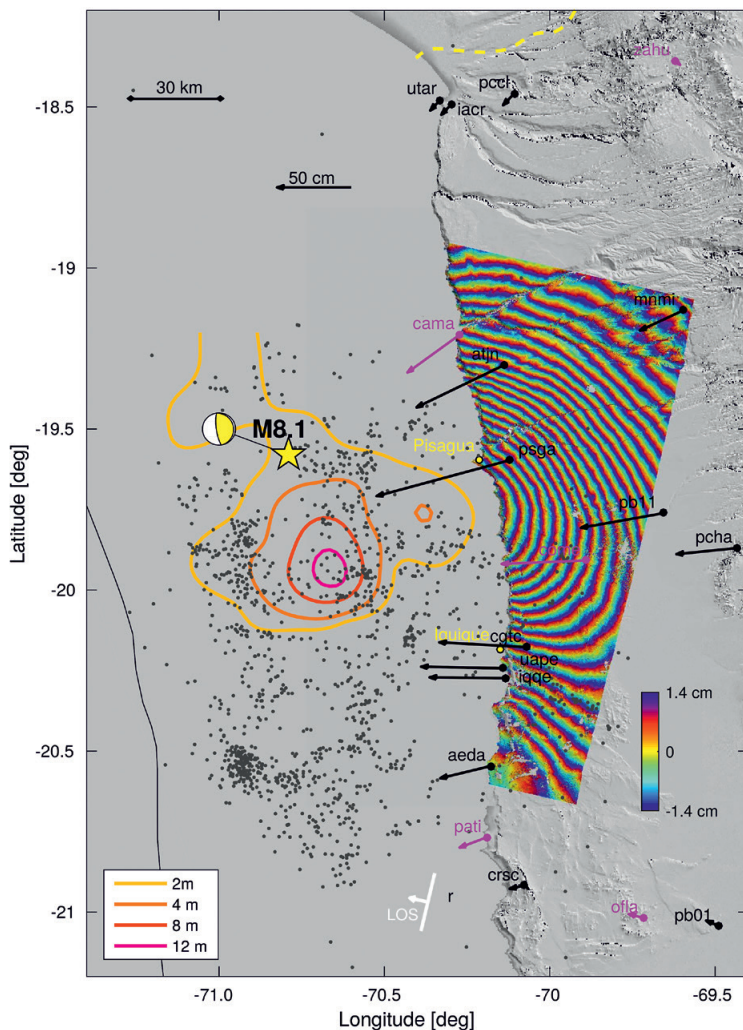


Abb. 4: Koseismischer Versatz des Iquique-Bebens 2014 (das Epizentrum ist mit einem gelben Stern markiert), gemessen mit GPS und InSAR. Schwarze Pfeile zeigen kontinuierliche, pinke episodische GPS-Daten. Jeder Interferenzstreifen des RADARSAT-2-Interferograms entspricht 2,8 cm relativer Verschiebung in Sichtlinie des Satelliten (weißer Pfeil). Das Trennflächen-Versatz-Modell (farbige Linien; Duputel et al., 2015) und die Epizentren der Nachbeben (graue Punkte) sind ebenfalls eingezeichnet. (Abb. GFZ)

Fig. 4: Co-seismic offset of the 2014 Iquique Earthquake (epicenter marked with a yellow star) as observed with GPS (black arrows: continuous data, pink arrows: campaign data) and InSAR data. Each interferometric fringe corresponds to 2.8 cm relative displacement in line-of-sight from the Radarsat-2 satellite (white arrow). The epicenter of the color-coded slip-model (Duputel et al., 2015) and aftershocks (grey dots) are indicated next to the fault trench (black line).

61 cm Verschiebung in Sichtlinie. Das Hauptbeben verursachte mehr als 5 m Versatz auf einer relativ kleinen Fläche der Plattengrenze von 80 km x 80 km, welche praktisch deckungsgleich mit einem der zwei stark verhakten Gebiete ist (Abb. 4, Schurr et al., 2014; Duputel et al., 2015). Die Ruptur stoppte bei der kriechenden Zone, die wahrscheinlich wie eine Barriere wirkte. Das Beben hat nur einen Bruchteil der seit 1877 in der seismischen Lücke gespeicherten Energie freigesetzt. Das Potenzial für weitere große Erdbeben bleibt deshalb insbesondere im südlichen Teil der seismischen Lücke bestehen. Die hier gespeicherte elastische Energie entspricht einem Erdbeben mit mindestens Magnitude 8,5.

Vorausgehende Aktivitäten des Iquique-Erdbebens

Das Iquique-Beben wurde über zwei Wochen von einer Vorbebenserie und transients Deformation eingeleitet (Abb. 1c). Die größte und prominenteste Serie von Vorbeben begann mit einem Beben der Magnitude 6,7 und dauerte vom 16. März 2014 bis zum Hauptbeben am 1. April 2014. Diese vom IPOC-Netzwerk registrierten Signale gehören zu den detailliertesten Aufzeichnungen von Vorläufern großer Erdbeben (Schurr et al., 2014; Bedford et al., 2015). Die Vorbeben durchbrachen erst den Rand des stark verhakten Gebiets und näherten sich dem

Epizentrum des Hauptbebens. Die Vermutung liegt nahe, dass die Vorläufer und das Hauptbeben mechanisch gekoppelt waren. Die Plattengrenze begann sich nämlich schon vor dem Hauptbeben langsam zu entkoppeln, was den Druck auf die benachbarte, stark verhakte Zone vergrößerte und schlussendlich zum akuten Bruch führte. Mit Hilfe der GPS-Daten und der seismischen Herdmechanismen der Vorbeben konnte abgeschätzt werden, wieviel Krustenbewegung durch die seismischen Vorläufer verursacht wird und wieviel durch aсейsmische Prozesse (Bedford et al., 2015). Dabei wurde die Oberflächenbewegung einzelner GPS-Stationen basierend auf den Vorbeben modelliert und mit den tatsächlich beobachteten Verschiebungen verglichen (Abb. 5). Die Ergebnisse weisen darauf hin, dass die GPS-Stationen direkt nach den größten Vorbeben zusätzlich aсейsmische, also für die Seismometer nicht registrierbare Bewegungen gemessen hatten. Diese Erkenntnis bildet einen wichtigen Baustein zum verbesserten Verständnis der Initialisierung großer Erdbeben.

Herausforderungen der Zukunft

Zeitlich und räumlich hochaufgelöste GPS- und InSAR-Beobachtungen bilden die Grundlage neuartiger Modelle und haben gemeinsam mit seismischen Daten zur Entdeckung kleinster

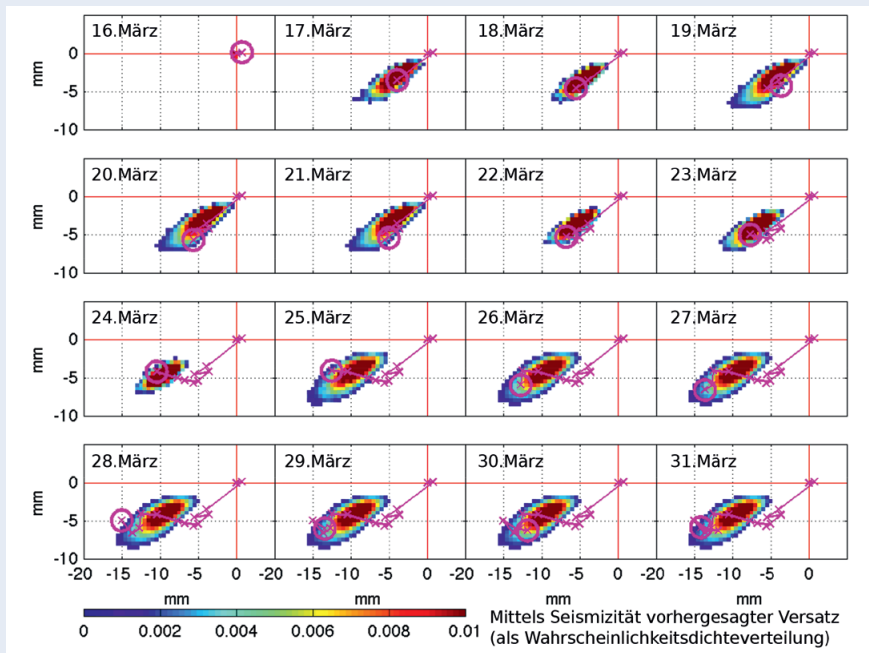


Abb. 5: Kumulative transiente Bewegungen einer GPS-Station kurz vor dem Iquique-Erdbeben (in pink; Kreuze bezeichnen Tagespositionen) im Vergleich zur berechneten Position, basierend auf Vorbeben (GEOFON-Erdbebenkatalog, <http://geophon.gfz-potsdam.de>). Die farbkodierte Wahrscheinlichkeitsverteilung der berechneten Position entspricht dem 95 %-Fehlerbereich des kumulierten Versatzes. (Abb.: GFZ)

Fig. 5: Daily transient offset observations (cumulative; pink crosses and lines) of a GPS Station shortly before the Iquique earthquake in comparison to predicted offsets based on foreshocks (GEOFON catalogue, <http://geophon.gfz-potsdam.de>). The color coded probability density function is equal to 95 %-uncertainties of the cumulative offset.

Details der Plattenbewegung geführt (z. B. Schurr et al., 2014). Die instrumentelle Beobachtung der seismogenen Zone der Plattengrenze kann relativ kostengünstig mit zusätzlichen kontinuierlichen GPS-Stationen an strategisch wichtigen Positionen verbessert werden. Weitere fünf bis zehn kontinuierliche GPS-Stationen sind in Zusammenarbeit mit dem chilenischen seismologischen Dienst bereits in Planung. Mit dem verdichteten Netzwerk können z. B. langsame, aseismische Versätze über eine Zeitskala von Stunden bis Wochen aufgezeichnet werden. Im InSAR-Bereich verdichten sich die regelmäßigen Aufnahmen dank neuer Satellitenmissionen zu Zeitspannen von weniger als einer Woche.

Bei Subduktionszonen sind satellitenbasierte geodätische Messmethoden meist auf die Landmassen der kontinentalen Platte limitiert. Beim Modellieren kann daher nur die eine, kontinentale Seite des Modellraums mit realen Beobachtungen verifiziert werden, was zu ungenügend bestimmten oder sogar instabilen Modellparametern führt. Messdaten von der ablandigen Seite des Tiefseegrabens wären daher äußerst wertvoll für die Aussagekraft der Modelle. Hier bieten sich Unterwasser-GPS-Instrumente an, wie sie z. B. in Japan erfolgreich installiert und ausgewertet wurden (Sato et al., 2011). Das GEOMAR hat im Jahr 2016 vor der chilenischen Küste insgesamt 23 Transponder im Rahmen des GeoSEA-Projekts installiert (Schurr et al., 2016), die Versätze des Seebodens mit Millimeter-Genauigkeit registrieren können.

Literatur

- Bedford, J., Moreno, M., Baez, J. C., Lange, D., Tilmann, F., Rosenau, M., Heidbach, O., Oncken, O., Bartsch, M., Rietbrock, A., Tassara, A., Bevis, M., Vigny, C. (2013): A high-resolution, time-variable afterslip model for the 2010 Maule Mw = 8.8, Chile megathrust earthquake. - *Earth and Planetary Science Letters*, 383, pp. 26-36.
- Bedford, J., Moreno, M., Schurr, B., Bartsch, M., Oncken, O. (2015): Investigating the final seismic swarm before the Iquique-Pisagua 2014 Mw 8.1 by comparison of continuous GPS and seismic foreshock data. - *Geophysical Research Letters*, 42, 10, pp. 3820-3828.
- Dragert, H., Wang, K., James, T. S. (2001): A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. - *Science*, 292, 5521, pp. 1525-1528.
- Duputel, Z., Jiang, J., Jolivet, R., Simons, M., Rivera, L., Ampuero, J.-P., Riel, B., Owen, S. E., Moore, A. W., Samsonov, S. V., Ortega Culaciati, F., Minson, S. E. (2015): The Iquique earthquake sequence of April 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty. - *Geophysical Research Letters*, 42, 19, pp. 7949-7957.
- Klotz, J., Khazaradze, G., Angermann, D., Reigber, C., Perdomo, R., Cifuentes, O. (2001): Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes. - *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 3-4, pp. 437-446.
- Li, S., Moreno, M., Bedford, J., Rosenau, M., Oncken, O. (2015): Revisiting viscoelastic effects on interseismic deformation and locking degree: A case study of the Peru-North Chile subduction zone. - *Journal of Geophysical Research*, 120, 6, pp. 4522-4538.
- Metzger, S., Jónsson, S. (2014): Plate boundary deformation in North Iceland during 1992–2009 revealed by InSAR time-series analysis and GPS. - *Tectonophysics*, 634, pp. 127-138.
- Moreno, M., Rosenau, M., Oncken, O. (2010): 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. - *Nature*, 467, 7312, pp. 198-202.
- Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M., Asada, A. (2011): Displacement above the Hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake. - *Science*, 332, 6036, p. 1395.
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., Zhang, Y., Oncken, O., Tilmann, F., Dahm, T., Victor, P., Barrientos, S., Vilotte, J.-P. (2014): Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. - *Nature*, 512, pp. 299-302.
- Schurr, B., Kopp, H., Asch, G., Tilmann, F., Oncken, O. (2016): Das Knacken, Knistern und Knirschen beim Verschlucken einer kalten Platte – Das IPOC-Observatorium überwacht seit zehn Jahren die Subduktionszone in Nordchile. - *System Erde*, 6, 2, pp. 22-29.
- Sun, T., Wang, K. (2015): Viscoelastic relaxation following subduction earthquakes and its effects on afterslip determination. - *Journal of Geophysical Research*, 120, 2, pp. 1329-1344.